

WIELOLETNIE DOBOWE ZMIANY NIEDOSYTU WILGOTNOŚCI POWIETRZA W OBSERWATORIUM WROCŁAW-SWOJEC

Krystyna Bryś

Zakład Agro- i Hydrometeorologii, Instytut Kształtowania i Ochrony Środowiska,
Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu
Pl. Grunwaldzki 24, 50- 363 Wrocław
email: brys@ozi.ar.wroc.pl

Streszczenie. Analizie statystycznej i klimatologicznej poddano wieloletnie (1979-2004) przebiegi dobowych zmian niedosytu wilgotności powietrza w Obserwatorium Wrocław-Swojec. Wykorzystano wartości z 3 pomiarów terminowych (godz. 6, 12, 18 UTC) oraz odczyty z termohigrogramów (godz. 0 UTC). Dla celów porównawczych rozpatrzono równe okresy doby: tzw. półdobę „nocną” (18-6 UTC) oraz półdobę „dzienną” (6-18 UTC), a także tzw. ćwierćdobę „przedpołudniową” (6-12 UTC) oraz ćwierćdobę „popołudniową” (12-18 UTC). Zmiany te uśredniono w postaci miesięcznych, półrocznych i rocznych wartości niedosytu wilgotności powietrza dla analizowanych okresów doby. Tak ujęty roczny i wieloletni przebieg niedosytu wilgotności powietrza, z podstawowym podziałem na niedosyt wilgotności „dzienny” i „nocny”, cechuje znaczna zmienność. Najważniejszą cechą wyróżniającą analizowane 26-lecie jest wyraźny wzrost średnich niedosytu „nocnego” i „dziennego”, szczególnie silny w ostatnich kilkunastu latach. Rośnie przy tym relatywny udział niedosytu „nocnego” w średnich dobowych. W przebiegu rocznym, obok dominującej tendencji silnego wzrostu niedosytu, zwłaszcza w lutym, kwietniu, czerwcu i sierpniu, znamienne jest także występowanie jesiennej jego stabilizacji lub spadku (październik dla niedosytu „dziennego” i listopad dla „nocnego”). Największą zmiennością dobową niedosytu wilgotności z roku na rok cechuje się okres zimowy (luty). Zwiększenie wahań niedosytu wilgotności powietrza i występujące trendy higryczne związane są z intensyfikacją przepływów strefowych (faza pozytywna NAO).

Słowa kluczowe: niedosyt wilgotności powietrza, zmienność dobową, trendy wieloletnie, faza pozytywna NAO

WSTĘP

Niedosyt wilgotności powietrza *d* jest ważnym parametrem stosunków higrycznych i jednym z najistotniejszych składników licznych wzorów empirycznych na parowanie wskaźnikowe i potencjalne. W sposób istotny związany jest

bowiem z obiegiem wody i ciepła w przyrodzie. Jego rozkład sezonowy i dzienny stanowi pochodną zmieniających się warunków pogodowych i cyrkulacyjnych. Obok termiki i innych podstawowych elementów meteorologicznych, może być dobrym wskaźnikiem wieloletniej zmienności uwarunkowań klimatycznych, a szczególnie dynamiki makrocyrkulacyjnej. Ze zmiennością tą wiążą się bowiem odpowiednie zmiany termiczne, baryczne i wilgotnościowe w migrujących masach, napływających (adwekcja) na badany obszar. Niedosyt wilgotności powietrza, który jest wypadkowym efektem oddziaływania wymienionych elementów, stanowi więc, zwłaszcza w rejonach klimatu przejściowego, cenne źródło informacji o długookresowej dynamice atmosfery. Dotyczy to zarówno skali regionalnej, jak i lokalnej. Na przykładzie wahań sum niedosytu wilgotności powietrza we Wrocławiu-Swojcu w latach 1979-2004 przeanalizowano jego zmienność i wpływ adwekcji w okresie tzw. fazy pozytywnej Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na rozkład dobowy d (z podziałem na przedpołudnie, popołudnie i noc – wg 3 standardowych terminów obserwacyjnych). Takie ujęcie zagadnienia nawiązuje i stanowi uzupełnienie ostatniego opracowania dotyczącego wieloletnich dobowych zmian parowania we Wrocławiu (Bryś K. 2006) i jego uwarunkowań (Bryś K. i Bryś T. 2002, Bryś K. i Bryś T. 2005, Bryś T. 2003).

MATERIAŁY I METODYKA

Analizowane dane pochodzą ze standardowych pomiarów niedosytu wilgotności powietrza (godz. 6, 12, 18 UTC) realizowanych w latach 1979-2004 w Obserwatorium Wrocław-Swojce za pomocą klasycznego zestawu termometrów aspiracyjnych Augusta oraz termohigrografu stacyjnego (odczyty dla godz. 0 UTC). Przyrządy te umieszczone były w standardowej klatce meteorologicznej na wysokości 2 m. Topoklimatyczne tło tworzą wartości z terminowych pomiarów w w/w klatce temperatury powietrza T_p oraz wilgotności względnej powietrza H , a więc te wielkości które kształtowały lokalne stosunki higryczne. Warto zaznaczyć, że Obserwatorium Agri i Hydrometeorologii AR we Wrocławiu-Swojcu położone jest w peryferyjnej, użytkowanej rolniczo wschodniej części Wrocławia, poza strefą bezpośredniego oddziaływania tzw. miejskiej wyspy ciepła. Posiada charakter reprezentatywny dla rolniczych terenów Niziny Śląskiej.

Pomiary meteorologiczne, w związku ze zmianą w listopadzie 1978 roku 3 terminu obserwacyjnego, wykonywane były od roku 1979 od godz. 6 UTC w odstępach 6-godzinnych (czyli o 7, 13, 19 miejscowego czasu słonecznego), a wartości d dla godz. 0 UTC (czyli 1 w nocy) określano z Tablic Psychrometrycznych (lub wzorów psychrometrycznych) na podstawie odczytanych z termohigrogramów wartości T_p i H . Umożliwiło to podział doby na 2 równe części – umowny „dzień” (6-18 UTC) i „noc” (18-6 UTC), a także podział dnia na „przedpołudnie” (6-12 UTC) oraz

„popołudnie” (12-18 UTC). Średnie wartości d , T_p i H dla tych części doby wyliczono z odpowiedniego wykorzystania 4 danych terminowych, np. dla pół-doby „nocnej” były to średnie z danych z godz. 18 dnia poprzedzającego oraz z godz. 0 i 6 UTC dnia analizowanego, zaś dla pół-doby „dziennej” były to średnie z wartości o godz. 6, 12 i 18 UTC. Z kolei, w przypadku tzw. ćwierć-doby „przedpołudniowej” były to średnie z wartości dla godz. 6 i 12 UTC, zaś „popołudniowej” z wartości dla godz. 12 i 18 UTC.

Oczywiście, te analizowane tzw. średnie cząstkowe doby, nie są rzeczywistymi średnimi niedosytu wilgotności powietrza d . Nie jest nią też tzw. średnia dobową, która powszechnie liczona jest jako średnia z 3 terminowych obserwacji dziennych, czyli z godz. 6, 12 i 18 UTC (Bryś 2003, Olejnik i Kędziora 1981, Roguski i in. 2000/2001). Odbiega ona istotnie od średniej uzyskanej z 24 godzin, a jeszcze mocniej może odbiegać przy danych z kroku minutowego (Doraśwamy i in. 2000., Mc Vicar i Jupp 1999, Rojek in. 2000/2001). Na przykład dane z okresu VI-XI 2005 wskazują na potrzebę wprowadzenia do standardowo liczonych średnich dobowych d comiesięcznych współczynników korekcyjnych od 0,789 dla lipca, 0,812 dla czerwca, 0,83 dla sierpnia do 0,873 dla listopada, by zapewnić ich zgodność (w średnich miesięcznych) ze średnimi liczonymi z 24 danych godzinowych. Średni współczynnik korekcyjny dla tego przykładowego półrocza wynosi 0,825, natomiast dla wprowadzonych w pracy tzw. średnich dziennych 1,181, nocnych 0,794, popołudniowych 1,121, a przedpołudniowych tylko 0,996 (choć i tu jest większy w lipcu – 1,159). W poszczególnych latach współczynniki te podlegają pewnym wahaniom, a danymi godzinowymi stacja na Swojcu dysponuje dopiero od końca 1999 roku (stacja automatyczna) (Rojek i in. 2000/2001) więc zrezygnowano z ich wprowadzenia przy liczeniu średnich. Celem pracy jest bowiem zwrócenie uwagi na dobową zmienność d w wieloleciu 1979-2004, możliwą jedynie do uchwycenia w oparciu o posiadane standardowe dane z 4 terminów (0, 6, 12 i 18 UTC). Dlatego też zadowolono się jedynie tymi ułomnymi średnimi, nie wdając się w złożoną problematykę rzeczywistych średnich d (Roguski i in. 2000/2001, Rojek i in. 2000/2001). Zresztą, tę ostatnią kwestię poruszono m.in. we wcześniejszych artykułach dotyczących wieloletnich serii parowania wskaźnikowego liczonych z wzorów empirycznych, w których występuje d , gdzie musiano uwzględnić wpływ zmiany 3. terminu obserwacji z godz. 20 UTC na 18 UTC (Bryś K. i Bryś T. 2005, Bryś T. 2003).

Tak rozłożone dobowe średnie wartości niedosytu wilgotności powietrza d rozpatrzono w relacjach wzajemnych (udział procentowy i bezwzględny) w poszczególnych miesiącach (I, II ... XII), półroczach zimowych (X-III) i letnich (IV-IX) oraz badanych 26 latach. Dla okresów tych wydzielono trendy liniowe lub wielomianowe 4- i 6-stopnia. Zainteresowano się także dynamiką i wielkością fluktuacji (amplitudy i współczynniki zmienności) d . Wykorzystując współczyn-

niki korelacji i ich istotność zbadano związki niedosytu wilgotności tzw. „dziennego” ($d dz$) i tzw. „nocnego” ($d nc$) z $Tp (dz, nc)$ i $H (dz, nc)$ oraz z indeksem zimowym NAO Hurrella. Zwrócono przy tym uwagę na zmienność tych korelacji w różnych krokach czasowych (miesiąca, półrocza, roku) i okresach rozpatrywanego wielolecia. Przy badaniu wpływu adwekcji na d szczególnego znaczenia nadano $d nc$, jako w zasadzie (poza niewielkim wpływem na umowny czas „nocy” dłuższych dni letnich) wolnego od bezpośredniego oddziaływania ewaporacyjnego (poprzez modyfikacje H) radiacji słonecznej.

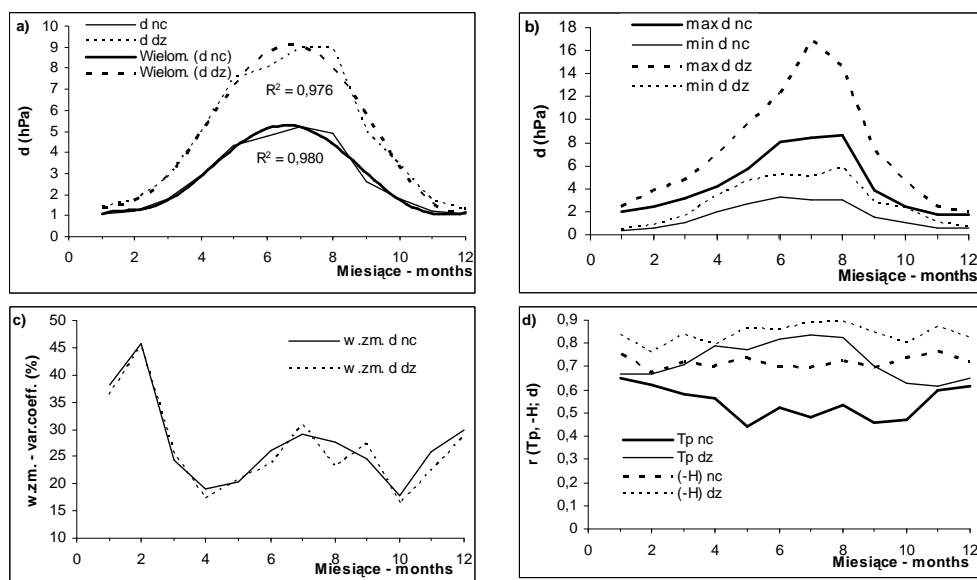
WYNIKI BADAŃ

W analizowanym 26-leciu średnie wartości dobowe $d dz$ osiągnęły maksimum w lipcu i sierpniu (9,0 hPa), a dla $d nc$ w lipcu (5,2 hPa). Sezonowy przebieg w postaci średnich miesięcznych cechuje wykładniczy wzrost wartości ze stosunkowo niskiego poziomu grudniowego (1,1 dla $d nc$ oraz 1,3 dla $d dz$) i styczniowego (1,1 dla $d nc$ oraz 1,4 dla $d dz$). Wzrost ten jest silniejszy dla $d dz$, tak, że latem udział $d nc$ w średniej dobowej d , w stosunku do zimy, relatywnie maleje. Zachodzi przy tym pewna asymetria przebiegu d widoczna w postaci wyeksponowania wartości sierpniowych powyżej wielomianowej (dopasowanie wielomianem 6-stopnia) krzywej równowagi (rys. 1 a). Poniżej niej lokują się z kolei wartości wrześniowe i czerwcowe, co jest wyraźniej widoczne w $d dz$.

Ekstremalne wartości średnich miesięcznych (rys. 1 b.) nawiązują do tej zmienności sezonowej, z tym że maksimum dla $d dz$ wypada w lipcu (16,9 hPa), a dla $d nc$ (8,7 hPa) w sierpniu. Różnice wartości pomiędzy $d dz$ a $d nc$ są tu więc ponad dwukrotnie wyższe niż wspomniane wcześniej różnice w odpowiednich średnich miesięcznych. Z kolei, minimalne wartości, które pojawiają się zimą (styczeń) zbliżają mocniej do siebie $d dz$ (0,5 hPa) i $d nc$ (0,4 hPa). Z czasem wystąpienia maksimum związanych są najwyższe amplitudy wartości średnich miesięcznych, czyli 11,9 hPa w lipcu dla $d dz$ oraz 5,7 hPa w sierpniu dla $d nc$. Najniższe amplitudy tych wartości występują w grudniu i wynoszą 1,3 hPa dla $d dz$ oraz 1,2 hPa dla $d nc$.

Współczynnik zmienności (rys. 1 c), jako stosunek procentowy odchylenia standardowego do wartości średniej, informuje w sposób syntetyczny o fluktuacji dobowych wartości $d dz$ i $d nc$ w kolejnych miesiącach roku. Obraz ten stanowi istotne, dynamiczne uzupełnienie przedstawionego wcześniej statycznego obrazu średnich wartości. Wyróżnia się tu luty ze współczynnikami 45,8% dla $d nc$ i 45,3% dla $d dz$ oraz styczeń (38,2% dla $d nc$ i 36,4% dla $d dz$). W okresie jesienno-zimowym (X-II) zmienność $d nc$ jest wyższa niż $d dz$, natomiast w półroczu letnim występuje 2-miesięczna przemienność; $d nc$ przeważa w kwietniu, czerwcu i lipcu, a $d dz$ w pozostałych miesiącach. W lipcu pojawia się maksimum

letnie (30,8% dla $d dz$ i 29,2% dla $d nc$), a w kwietniu i październiku występują minima z wartościami pomiędzy 16 a 19% (16,2% dla $d nc$ i 17,8% dla $d dz$ w X).



Rys. 1. Przebiegi roczne (krok miesięczny) wybranych charakterystyk statystycznych $d nc$ oraz $d dz$ w Obserwatorium Wrocław-Swojec w latach 1979-2004:

- średnie miesięczne i ich wygładzenia wielomianowe 6-stopnia (Wielom.)
- ekstrema (max, min) średnich miesięcznych
- współczynnik zmienności średnich miesięcznych
- korelacje pomiędzy dziennymi wartościami d a Tp oraz $H^*(-1)$

Fig. 1. Yearly runs (monthly intervals) of selected statistical characteristics of $d nc$ and $d dz$ at Wrocław-Swojec Observatory in the years 1979-2004:

- monthly averages and their 6th order polynomial smoothing (Wielom.)
- extremes (max, min) of monthly averages
- variability coefficient of monthly averages
- correlations between daily values of d , and Tp and $H^*(-1)$

Uwzględnione dla poszczególnych miesięcy współczynniki korelacji $d (dz, nc)$ z $Tp (dz, nc)$ i $H(dz, nc)$ dokumentują (rys. 1 d) większą zależność tak ujętych średnich dobowych niedosytu wilgotności od odpowiednich średnich wilgotności względnej niż od średnich temperatury powietrza. Relacje z $H dz$ są najsilniejsze w okresie letnim ($r < -0,86$) oraz w listopadzie ($r = -0,87$). W przeciwieństwie do temperatury są to związki odwrotnie proporcjonalne. Maksimum zależności ta osiąga w sierpniu ($r = -0,9$) i lipcu ($r = -0,89$), a minimum w lutym ($r = -0,76$). Współczynniki korelacji $d nc$ z $H nc$ są niższe aniżeli wartości z odpowiednich korelacji dla

średnich dziennych i przeważnie wahają się w granicach od $r = -0,7$ do $r = -0,75$. Maksimum występuje w listopadzie ($r = -0,77$) i styczniu ($r = -0,76$), zaś minimum, podobnie jak w przypadku korelacji $d dz$ z $H dz$, w lutym ($r = -0,68$). W podobnych relacjach d z temperaturą powietrza tylko związki w pół-dobie „dziennej” w okresie IV-VIII zbliżają się znacznie do poziomu korelacji $d dz$ z $-H dz$. Maksymalne wartości pojawiają się latem – w lipcu ($r = 0,84$), sierpniu ($r = 0,83$) i czerwcu ($r = 0,82$), zaś minimalne jesienią – w listopadzie ($r = 0,62$), październiku ($r = 0,63$) oraz w grudniu ($r = 0,65$). Dla „nocy” występuje przeciwieństwo, gdyż maksimum pojawia się zimą ($r = 0,65$ w styczniu oraz $r = 0,62$ w grudniu i lutym), a minimalne wartości w półroczu letnim ($r = 0,44$ w maju i $r = 0,46$ we wrześniu). Stan ten rejestruje korelogram (rys.1 d) - przebieg roczny korelacji $Tp (dz, nc)$ i $d (dz, nc)$ usytuowany na tle odpowiednich korelacji $d z H^*(-1)$.

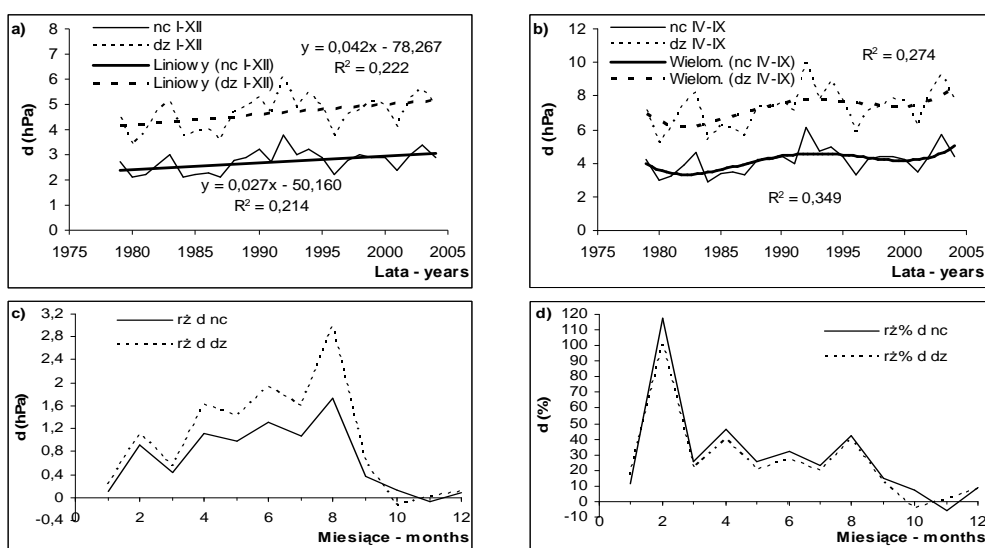
Podział na „przedpołudniowe” (w skrócie: *pp*) i „popołudniowe” (w skrócie: *po*) średnie wartości d pozwala dokładniej przyjrzeć się relacjom higryczno-termicznym zachodzącym w ciągu dnia. Średnie wartości „popołudniowe” $d po$ są wyższe niż średnie „przedpołudniowe” $d pp$, co uwidacznia ujęty procentowo stosunek $d pp$ do $d po$. Osiąga on minimum ok. 74% w sierpniu i kwietniu, a maksimum ok. 91% w grudniu i styczniu. Zwracają także uwagę słabe maksimum letnie w lipcu (ok. 77%) i stosunkowo niskie wartości (ok. 75-78%) dla pozostałych miesięcy wiosennych i letnich. Od październikowych 83% przez listopadowe 87% notuje się systematyczny wzrost tych wartości do wspomnianego maksimum zimowego, po którym występuje, rozpoczynające dłuższy spadek wartości, lutowe obniżenie do 85%. Korelacje z $Tp (pp, po)$ i $H (pp, po)$ wskazują przy tym na silniejszy związek d z tak ujętymi wartościami termiki powietrza i wilgotności względnej po południu, niż przed południem. Znamienne, że w analizowanym 26-leciu, na co wskazują trendy liniowe, poza miesiącami IV, V oraz IX i X notuje się pewien spadek wartości stosunku $d pp$ do $d po$, który jest najsilniejszy w lutym i marcu (3,0%) oraz listopadzie (2,9%). Niewiele słabsze są spadki występujące w czerwcu (2,6%) i sierpniu (2,5%), natomiast w pozostałych miesiącach o spadkowej tendencji, oscylują w granicach 1,8-2,1%. Tendencja wzrostowa jest najsilniejsza na przełomie lata i jesieni i wynosi 3,2% we wrześniu i 1,8% w październiku, zaś w maju 1,5%, a w kwietniu tylko 1,1%. Te miesiące mają zatem charakter swoistych sezonowych przełomów dla analizowanych trendów wartości d . Owe przełomy – wiosenny i jesienny cechuje, prawdopodobnie nie przypadkowo, odmiennosc w stosunku do dominującej zimą i latem wyraźnej tendencji spadkowej. Należy jednak zaznaczyć, że jedynie trendy wartości z czerwca i sierpnia są istotne statystycznie (na poziomie $\alpha = 0,05$), a trendy z września, lipca oraz marca, maja i października w znacznym stopniu zbliżają się do progu istotności.

Wieloletni przebieg podziału dobowego d na średnie wartości „nocne” i „dzienne” wykazuje nie tylko znaczną zmienność w rytmie sezonowym (miesięcznym),

ale także z roku na rok. Cechuje go zarówno w przypadku średnich rocznych d_{nc} i d_{dz} (rys. 2 a), jak i średnich półrocznych: letnich IV-IX (rys. 2 b) oraz zimowych X-III wyraźny liniowy trend wzrostowy. Wyliczone na podstawie równań tego trendu różnice d pomiędzy końcowym rokiem 2004 a początkowym rokiem 1979 wykazują dla średnich rocznych d_{dz} przyrost 1,04 hPa, czyli 0,04 hPa-rok⁻¹, a dla d_{nc} 0,67 hPa, czyli 0,03 hPa-rok⁻¹. Jeśli zrelatywizujemy te wartości jako zmiany procentowe w stosunku do wartości roku początkowego, to 26-letnie przyrosty będą większe dla d_{nc} (27%) niż dla d_{dz} (25,6%). W tym względzie widoczne jest także znaczne „uprzywilejowanie” półrocza letniego w porównaniu z półroczem zimowym. W okresie IV-IX odpowiednie wartości przyrostów wynoszą: 1,68 hPa, czyli 0,07 hPa-rok⁻¹ i 26,3% dla d_{dz} oraz 1,13 hPa, czyli 0,05 hPa-rok⁻¹ i 31,5% dla d_{nc} . Rozbicie na okresy mniejsze – w postaci 3 miesięcznych pór roku (zima I-III, wiosna IV-VI, lato VII-IX, jesień X-XII) oraz okresów miesięcznych od I do XII potwierdza wybitną różnicę sezonową kształtowania się kierunku i kąta nachylenia trendu liniowego. Występuje tu wyraźne przeciwieństwo pomiędzy okresem zimowym i jesiennym. Ten pierwszy cechuje znacznie większy przyrost wartości d_{dz} i d_{nc} niż okres X-XII, zarówno co do wartości bezwzględnych (w hPa), jak i względnych (w %). Zimą przyrosty relatywne są największe (spośród wszystkich pór roku) i wynoszą 47,7% dla d_{nc} i 44,4% dla d_{dz} , co odpowiada przyrostom bezwzględnym 0,51 hPa dla d_{nc} i 0,68 hPa dla d_{dz} . Pomimo, że wiosną i latem przyrosty bezwzględne są ponad dwukrotnie większe (1,68 hPa dla d_{dz} i 1,18 dla d_{nc} w okresie IV-VI oraz odpowiednio 1,68 i 1,07 hPa w okresie VII-IX), to jednak przyrosty relatywne się zmniejszają, zwłaszcza dla d_{dz} (34,2% dla d_{nc} i 28,2% dla d_{dz} wiosną oraz odpowiednio 28,8 i 24,3% latem). Jesienią przyrosty ulegają zahamowaniu i mają charakter nieistotny statystycznie, gdyż wynoszą zaledwie 0,03 hPa na 26 lat, co odpowiada relatywnym zmianom 2,1% dla d_{nc} i 1,4% dla d_{dz} . To przeciwieństwo jesieni i zimy decyduje o stosunkowo niskich wartościach 26-letnich przyrostów d dla półrocza zimowego (w porównaniu z półroczem letnim).

Zmiana wartości d z roku 2004 w stosunku do 1979 wyliczona z równań trendu liniowego jeszcze wybitniej różnicuje się w przebiegu sezonowym, gdy rozpatrujemy tendencje dla kolejnych miesięcy roku (rys. 2 c, d). W wartościach bezwzględnych (rys. 2 c) wyróżnia się zdecydowanie maksimum sierpniowe osiągające 2,99 hPa dla d_{dz} i 1,61 hPa dla d_{nc} . Prowadzi do niego systematyczny, ale zrytmizowany wzrost wartości, od minimum jesiennego do VIII, realizowany od lutego (1,12 hPa dla d_{dz} i 0,92 hPa dla d_{nc}) w przemiennym 2- miesięcznym rytmie kulminacji (II, IV, VI, VIII) i obniżen (III, V, VII) przyrostów wartości d . W kulminacji kwietniowej osiągają one 1,61 hPa dla d_{dz} i 1,12 hPa dla d_{nc} , a w czerwcowej już 1,92 hPa dla d_{dz} i 1,31 hPa dla d_{nc} . Ten sam rytm przejawia się także w wartościach zrelatywizowa-

nych (rys. 2 d), z tym, że wieździe on od wybitnej dominanty maksimum lutowego (117,9% dla d_{nc} i 100,9% dla d_{dz}) przez wysokie wartości kwietnia (46,5% dla d_{nc} i 39,6% dla d_{dz}) i znacznie niższe czerwcowej kulminacji (32,4% dla d_{nc} i 27,4% dla d_{dz}) do względnie wysokiego (42,0% dla d_{nc} i 39,6% dla d_{dz}) sierpniowego maksimum lata.



Rys. 2. Przebiegi wieloletnie d_{nc} oraz d_{dz} w Obserwatorium Wrocław-Swojec w latach 1979- 2004:

- średnie wartości roczne i ich trend liniowy (Liniowy)
- średnie wartości półroczy IV-IX i ich trend wielomianowy 4-stopnia (Wielom.)
- różnice bezwzględne (w hPa) wartości trendu liniowego (przyrosty lub ubytki d w ciągu 26 lat) pomiędzy rokiem 2004 a 1979 dla kolejnych miesięcy I – XII
- różnice względne (w %) wartości trendu liniowego (przyrosty lub ubytki d w ciągu 26 lat w % roku 1979) pomiędzy rokiem 2004 a 1976 dla kolejnych miesięcy I-XII

Fig. 2. Long-term runs of d_{nc} and d_{dz} in Wrocław Swojec Observatory in 1979-2004:

- yearly average values and their linear trend (Liniowy)
- average values for June-Sept. half-years and their 4th order polynomial trend (Wielom.)
- absolute differences (in hPa) of linear trend values (increase or decrease of d in the period of 26 years) between 2004 and 1979 for succeeding months (Jan.-Dec.)
- relative differences (in hPa) of linear trend values (increase or decrease of d in the period of 26 years in % of 1979) between 2004 and 1979 for succeeding months (Jan.-Dec.)

Faktyczne zmiany nie mają jednakże charakteru ściśle liniowego, lecz zbliżone są do zmian typu falowego, co dobrze oddaje dopasowanie wielomianem 4-stopnia (rys 2 b). Najwyższe przyrosty wartości d_{dz} i d_{nc} wystąpiły pomiędzy latami 1980 a 1992, a okres od 1992 do 2001 cechuje nawet spadek wartości nie-

dosytu wilgotności, zrekompensowany przyrostem d w następnych latach. Przebieg falowy jest prawdopodobnie odzwierciedleniem około 22-23-letniej okresowości, którą wyróżniono w sekularnych szeregach czasowych d (Bryś K. i Bryś T. 2002, Bryś K. i Bryś T. 2005, Bryś T. 2003).

DYSKUSJA

Dobowy rytm stosunków radiacyjnych powierzchni czynnej (napromienienie i wypromieniowanie) oraz jego konsekwencje termiczne i higryczne (bilans ciepły) decydują o znacznej przewadze niedosytu wilgotności powietrza dziennego nad nocnym. Szczególnie wysokie dysproporcje tak ujętych średnich wartości d pojawiają się latem. Uprzywilejowany jest także niedosyt wilgotności tzw. pory popołudniowej (12 UTC – 18 UTC) nad porą przedpołudniową (6 UTC – 12 UTC), ale w ciągu roku istotne modyfikacje wprowadza adwekcja różnych mas powietrza oraz rozwój chmur konwekcyjnych i opady. Decydują one o zauważalnej w badanych 26 latach tendencji do zwiększania się różnic wilgotnościowych pomiędzy obu porami dnia, przy jednoczesnej tendencji do relatywnego zbliżania się wartości d_{dz} i d_{nc} . Tendencja zmniejszania się procentowego stosunku d „przedpołudniowego” do d „popołudniowego”, na skutek szybszego wzrostu d_{po} niż d_{pp} nie jest jednak widoczna przez cały rok. Okresy XI-III i VI-VIII, które cechuje spadek wartości stosunku d_{pp} do d_{po} , są bowiem przedzielone 2-miesięcznymi okresami wzrostów jego wartości – tzw. barierą wiosenną (IV-V) i wczesno-jesienną (IX-X). Okres jesienny X-XII jest także czasem „wygaszenia” obserwowanej przez 3 pory roku (I-IX) wzrostowej tendencji stosunku d_{nc} do d_{dz} . W miesiącach X-XI ma miejsce nawet słabe odwrócenie, widocznego w poprzednich miesiącach, kierunku trendu. Te wzrosty (d_{pp}/d_{po}) lub spadki (d_{nc}/d_{dz}) wartości wspomnianych okresów przełomowych zdają się nie mieć charakteru przypadkowego. Ich umiejscowienie jest bowiem zgodne z czasem sezonowej przebudowy układów barycznych nad północnym Atlantykiem. W okresach tych pojawiają się także minima kwietniowe i październikowe współczynników zmienności d_{nc} i d_{dz} . Jednocześnie najwyższe wartości relatywnych zmian wspomnianych stosunków, jak i najwyższe procentowe przyrosty d_{dz} i d_{nc} mają miejsce w porze zimowej, a więc w okresie najsilniejszych związków telekonekcyjnych pomiędzy wskaźnikiem zimowym NAO Hurrella a wartościami niedosytu wilgotności we Wrocławiu (Bryś K. i Bryś T. 2002). Jak wykazały wyliczenia autorów cytowanej pracy współczynniki korelacji pomiędzy d a różnymi wskaźnikami Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) są szczególnie wysokie od początku lat 70., a najwyższe wartości osiągnęły w latach 80. i na początku lat 90. Związane są więc z do-

minującą obecnie fazą pozytywną NAO, czyli ze współczesnym okresem wzmożonych przepływów strefowych nad Północnym Atlantykiem i Europą. Aktywizacja układów cyklonalnych i ich trajektorie w trakcie tych przepływów powodują, że stosunkowo często wędrujące nad Europą niższe zasysają masy ciepłego i suchego powietrza pochodzenia zwrotnikowego lub są przyczyną transformacji fenowej i związane z tym wysuszania wilgotnych mas powietrza atlantyckiego, które po przejściu barier górskich Alp i Sudetów napływają nad Dolny Śląsk. O tej roli adwekcji świadczą także wspomniane w rozdziale poprzednim wyniki analizy korelacyjnej d z T_p i H . Wskazują one na zasadnicze znaczenie wilgotności względnej powietrza dla kształtowania się wartości d . Cechy higryczne powietrza we Wrocławiu-Swojcu związane są więc, przede wszystkim, z charakterem wilgotnościowym napływającej masy. Lokalne stosunki ewaporacyjne, związane z cechami użytkowanej rolniczo tzw. powierzchni czynnej (przede wszystkim: obecnością lub brakiem powierzchni wodnych, charakterem pokrycia roślinnego, rodzajem gleb oraz morfologią i ekspozycją powierzchni parujących) mają tu znaczenie wtórne. Jednakże nie należy ich lekceważyć, gdyż mogą one potęgować lub osłabiać wpływ czynnika adwekcyjnego. Ta ostatnia przyczyna ma jednak szczególne znaczenie, gdyż kształtuje dynamikę ewaporacyjną i sprzężoną z nią licznymi więzami interakcyjnymi dynamikę wilgotnościową powietrza w skali regionalnej. Zatem w procesach zachodzących w makroskali klimatycznej i ich konsekwencjach mezoskalowych należy szukać wytłumaczenia dokonujących na Swojcu zmian higrycznych i ewaporacyjnych. W analizowanym 26-leciu należą do nich, m.in. odnotowany ostatnio (Bryś K. 2006) relatywny spadek sum popołudniowych parowania w miesiącach letnich w parowaniu dziennym oraz wzmocnienie względnego udziału parowania nocnego w parowaniu dobowym. Ma na to znaczny wpływ wspomniana dynamika zmian dobowych d . Rozpatrując te relacje warto zwrócić uwagę także na inne analogie. Asymetrie 6- lub 12-godzinnych sum parowania, porównywanych podobnie jak przy średnich d w równych częściach doby lub dnia, charakteryzują się nie tylko znaczną zmiennością sezonową, ale również jak w przypadku d , znaczną zmiennością z roku na rok. Kontrasty solarne, termiczno-wilgotnościowe i dynamiczne pomiędzy różnymi masami powietrza i zmienna frekwencja tych mas, związana z aktywizacją różnych typów cyrkulacyjnych, są szczególnie zauważalne w okresie zimowym. Częstsze w ostatnich latach efekty fenowe na Dolnym Śląsku sprzyjają nie tylko parowaniu dziennemu, ale i wzmoczeniu parowania nocnego, które relatywnie (w odniesieniu do sum dobowych) wzmacnia się bardziej niż dzienne. Te fakty ewaporacyjne sprzężone są z odpowiednim ukształtowaniem się cech higrycznych powietrza, czyli wyeksponowanym na ostatnim wykresie (rys. 2 d) relatywnym wzmocnieniem się

d_{nc} w porównaniu z d_{dz} , co najmocniej uwidacznia się w lutowym maksimum. O wskaźnikowym charakterze zmian zachodzących w lutym świadczy także wybitne maksimum współczynnika zmienności d_{nc} i d_{dz} (rys. 2 c) przypadające na czas najsilniejszych związków korelacyjnych NAO z d . Wyróżnione trendy zmian „nocnych”, zarówno higrycznych jak i ewaporacyjnych mają swoje uzasadnienie także w fakcie, że notowany w ostatnich dekadach lat nocny wzrost temperatury i niedosytu wilgotności powietrza jest powiązany z wolniejszym niż w ciągu dnia spadkiem prędkości wiatru (Bryś K. 2006). Zachodzące zmiany mają zatem postać zmian kompleksowych, obejmujących wiele elementów meteorologicznych.

W rozpatrywanym wieloleciu występuje wyraźna kilkuletnia zmienność odróżniająca poszczególne sekwencje lat 80. od lat 90. i późniejszych. Obok 5- i 7 – 8-letnich rytmów d o genezie makro-cyrkulacyjnej daje się także zauważyć wpływ 10-11-letniej oraz prawdopodobnie ok. 22-23-letniej cykliczności solarnej (Bryś K. i Bryś T. 2002, Bryś K. i Bryś T. 2005). Przypadają one na subfazę dojrzalą fazy pozytywnej NAO, charakteryzującą się nie tylko znacznym wzmożeniem przepływów równoleżnikowych, ale także generowaniem znacznej dynamiki zmian w systemie elementów meteorologicznych tworzących układy cyrkulacyjne. Do „czułych” na te kompleksowe zmiany istotnych parametrów zalicza się, m.in. dobowy przebieg niedosytu wilgotności powietrza.

WNIOSKI

1. Podstawową cechą dobowej zmienności niedosytu wilgotności powietrza jest występowanie sezonowo zmiennej przewagi wartości niedosytu wilgotności dziennego nad nocnym oraz niedosytu wilgotności pory popołudniowej nad porą przedpołudniową.

2. Okres zimowy sprzyja wyrównywaniu średnich wartości niedosytu wilgotności powietrza „dziennego” i „nocnego”. Latem wyraźna dominacja niedosytu wilgotności „dziennego” tylko czasami ulega silnym „zakłóceniom” adwekcyjnym. Te sezonowe różnice sprzężone są z dobowym rytmem radiacyjnym warstwy czynnej.

3. W ciągu roku istotne modyfikacje wprowadza adwekcja różnych mas powietrza, zwłaszcza typu fenowego, oraz rozwój chmur konwekcyjnych i opady. Decydują one o długookresowym trendzie zwiększania się różnic wilgotnościowych pomiędzy obu porami dnia, tj. d_{pp} i d_{po} , przy jednoczesnej tendencji do relatywnego zbliżania się wartości d_{dz} i d_{nc} .

4. Wymienione tendencje nie występują wiosną (IV-V) i (lub) jesienią (IX-X). Pojawiają się wtedy minima współczynników zmienności d_{dz} i d_{nc} . Czas

wystąpienia tego zjawiska odpowiada okresom przebudowy układów barycznych nad Północnym Atlantykiem.

5. Wyróżnione trendy zmian higrycznych wiążą się z wieloletnimi zmianami innych parametrów wilgotnościowych powietrza oraz zmianami termicznymi, ewaporacyjnymi i dynamicznymi. Mają zatem postać zmian kompleksowych, obejmujących wiele elementów meteorologicznych.

6. Najwyższe współczynniki zmienności d_{nc} „nocnego” i d_{dz} „dziennego” występują w styczniu i lutym (maksimum), a największą zmiennością dobową niedosytu wilgotności powietrza (stosunek d_{nc} do d_{dz}) z roku na rok cechuje się okres zimowy. Zwiększenie wahań d związane jest z intensyfikacją przepływów strefowych (faza pozytywna NAO), których szczególne nasilenie ma miejsce w styczniu i lutym. Odzwierciedleniem tych tendencji są występujące w ostatnich dekadach lat silne związki korelacyjne z NAO, a szczególnie z zimowym indeksem Hurrella.

7. W długookresowych fluktuacjach przebiegu dobowego niedosytu wilgotności powietrza, szczególnie w okresie zimowym, zaznaczają się rytmy: 10-11-letni oraz 22-23-letni, związane najprawdopodobniej z aktywnością solarną. Obok nich występują mniej wyraźne rytmy: 5- i 7-letnie, prawdopodobnie o genezie cyrkulacyjnej.

PIŚMIENNICTWO

- Bryś K., 2006. Wieloletnie dobowe zmiany parowania z wolnej powierzchni wody w Obserwatorium Wrocław- Swojec. [W:] Funkcjonowanie i monitoring geosystemów Polski w warunkach narastającej antropopresji. Biblioteka Monitoringu Środowiska, pod red. L. Krzysztofika, Warszawa, Główny Inspektorat Ochrony Środowiska, 244-253.
- Bryś K., Bryś T., 2002. Wpływ wahań NAO na zmienność warunków wilgotnościowych, radiacyjnych, dynamicznych i ewaporacyjnych we Wrocławiu – Swojcu w latach 1946-2000. [W:] Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski, Akademia Morska, Gdynia, 147-160.
- Bryś K., Bryś T., 2005. Zmienność warunków higrycznych we Wrocławiu-Swojcu w latach 1883-2003, *Acta Agrophysica*, 5(3), 543-554.
- Bryś T., 2003. Variability of saturation deficit in Wrocław in the 20th century and some of its conditions. W: *Man and climate in the 20th century*, Ac. Un. Wratisl. 2542, St. Geogr., 75, 203-215.
- Doraiswamy P.C., Pasteris P.A., Jones K.C., Motha R.P., Nejedlik P., 2000. Techniques for methods of collection, database management and distribution of agro-meteorological data. *Agric. For. Meteorol.* 103, 1-2, 83-97.
- Mc Vicar T.R., Jupp D.L.B., 1999. Estimating one-time-of-day meteorological data from standard daily data as inputs to thermal remote sensing based energy balance models. *Agric. For. Meteorol.* 96, 4, 219-238.
- Olejniki J., Kędziora A., 1981. Przyczynek do metodyki określania średniej dobowej dokładności niedosytu wilgotności powietrza. *Rocz. AR Poznań* 133, 37-45.

- Roguski W., Łabędzki L., Kasperska W., 2000/2001. Analiza niedosytu wilgotności powietrza obliczanego z pomiarów ciągłych oraz terminowych w oparciu o wyniki stacji automatycznych w rejonie Bydgoszczy. An. UMCS Lublin – Polonia, vol. LV/LVI, 36, Sec. B, 293-298.
- Rojek M., Rojek M., Łomotowski J., 2000/2001. Porównanie danych meteorologicznych uzyskiwanych przy wykorzystaniu klasycznej i automatycznej stacji meteorologicznej. An. UMCS Lublin – Polonia, vol. LV/LVI, 36, Sec. B, 299-307.

DIURNAL LONG-TERM VARIATIONS OF SATURATION DEFICIT AT WROCLAW-SWOJEC OBSERVATORY

Krystyna Bryś

Department of Agri- and Hydrometeorology, Institute of Engineering and Environmental Protection,
Wroclaw University of Environmental and Life Sciences
Pl. Grunwaldzki 24, 50- 363 Wrocław
email: brys@ozi.ar.wroc.pl

Abstract. Statistical and climatologic analyses were performed for long-term (1979-2004) runs of diurnal saturation deficit variability measured at Wrocław-Swojec Agricultural Observatory. The values of 3 standard time-limit measures (6, 12, 18 UTC) and readings taken from thermo-hygrographs (0 UTC) were used. For purposes of comparisons, equal parts of day were taken for considerations: 'night' half-day (18-6 UTC) and 'day' half-day (6-18 UTC), and also 'a.m.' quarter-day (6-12 UTC) and 'p.m.' quarter-day (12-18 UTC). The changes were averaged as monthly, semi-annual and yearly average values of saturation deficit for analysed parts of day. The annual and long-term runs of saturation deficit defined in that manner, with a basic division into 'day' and 'night' saturation deficits, are characterized by considerable variability. A distinct increase of 'night' and 'day' saturation deficit averages, particularly strong in the last decades, is the most important attribute of the analysed 26-year period. The relative participation of night saturation deficit in the diurnal averages increases as well. Within the annual run, beside a dominant tendency of strong increase of saturation deficit, especially in February, April, June and August, there is also a symptomatic occurrence of its stabilization or decrease (in October for 'day' and November for 'night' saturation deficit). The strongest year-to-year variability of the diurnal saturation deficit is characteristic of the winter period (February). Increase of saturation deficit fluctuations and the occurring humidity trends are linked with intensification of zonal flows (NAO positive phase).

Keywords: saturation deficit, diurnal variability, long-term trends, NAO positive phase